# Über die Begegnung der Ost- und Westalpen am Rheindurchbruche

Von

Otto Ampferer

korr. Mitglied d. Akad. d. Wiss.

(Mit 5 Textfiguren)

(Die Drucklegung der Abhandlung erfolgte aus den Mitteln der Dr. Emil Sueß-Erbschaft der Akademie der Wissenschaften in Wien)

(Vorgelegt in der Sitzung am 16. Dezember 1937)

Die Meinung, daß die ostalpinen Decken erst in relativ junger Zeit den Westalpen aufgeschoben wurden, ist nur wenig verbreitet und bedarf noch der Begründung und Erläuterung. Im folgenden wird der Versuch gemacht, die Anzeichen einer Überschreitung der Rheingrenze durch die Lechtaldecke nach dem derzeitigen Stande unserer Kenntnisse zusammenzufassen.

Mehrjährige Aufnahmsarbeit in den Gebirgen zu beiden Seiten des Rheindurchbruches haben mir die Grundlagen für die nachfolgende Untersuchung geliefert.

Rhein und Etsch sind die zwei machtvollen Querbrecher der Alpen. Zwischen ihnen verläuft auch der große Alpenknick, mit dem sie tiefinnerlich verbunden sind.

In dem Querdurchbruche des Rheins wird im folgenden nur die kurze Strecke von Sargans bis Buchs genauer betrachtet, wo der Rhein ziemlich genau der Grenze zwischen Ost- und Westalpen folgt.

Auf dieser Strecke besitzt das Tal weder durchlaufende Terrassen aus Schottern noch aus Fels. Es ist hier breit und offenbar tief verschüttet. Wahrscheinlich ist das Fehlen von deutlichen Terrassen auf junge Senkungen des Talraums zurückzuführen, die möglicherweise noch heute andauern. Aus diesem breiten Schuttbande erheben sich im O schroff und zackig der Kamm von den Drei Schwestern bis zur Falknis, im W die breiten, wuchtigen Steilformen der Alviergruppe.

Ist schon der landschaftliche Gegensatz der beiden Talseiten sehr groß, so ist der geologische weit größer und eigentlich unüberbrückbar.

In erster Linie kommt dieser geologische Gegensatz durch den Einschub der Triasmassen der Lechtaldecke zustande, die hier hoch über dem Tale auf breitem Flyschsockel endet. Auf der Westseite des Rheins finden wir keinerlei Fortsetzung mehr.

Wenn man aber, wie Fig. 1 angibt, das verhältnismäßig steile Einfallen der basalen Schubfläche der Lechtaldecke beachtet, so ist das Fehlen von Deckenresten auf der Alviergruppe nicht verwunderlich. Die Verlängerung dieser Schubfläche zieht über der Alviergruppe hinweg und die Fortsetzungen der Lechtaldecke sind hier schon längst abgetragen worden.

Da wir also westwärts des Rheins keine Erhaltung von Fortsetzungen der Lechtaldecke zu erwarten haben, so kann man auch das ehemalige Hinüberreichen der ostalpinen Trias nicht unmittelbar durch Fundstücke beweisen.

Nun gibt es aber auch andere Mittel, den Vormarsch einer Schubmasse auch dann noch zu erkennen, wenn dieselbe bereits vollständig von der Abtragung zerstört wurde. Jede schwere Schub-

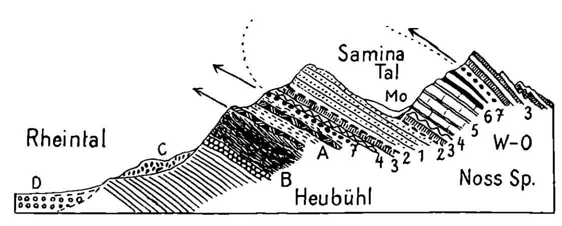



Fig. 1.

1 = Buntsandstein.
2 = Gelbe Rauhwacke.
3 = Muschelkalk.
4 = Partnachschichten.
5 = Arlbergschichten.
6 = Raibler Schichten.
7 = Mischungszone (Arosazone).
A = Verschuppung von Sulzfluhkalk und Couches rouges.
B = Falknisdecke.
C = Bergsturz.
D = Schuttsohle des Rheintales.
Mo = Moränen.

Die Rollfalte der Lechtaldecke ist wie ein Tank steil gegen W aufgefahren.

masse drückt bei ihrem Vormasch deutliche Wegzeichen in den Untergrund, welche unter Umständen viel längere Zeit bestandfähig sein können als die Schubdecke selbst.

Je glatter aber im allgemeinen die Schubbahn war, auf welcher der Einschub erfolgte, desto geringere Wegspuren sind davon zu erwarten. War die Schubfläche aber rauh und uneben, so haben wir die Aussicht, mannigfaltige Spuren und Wirkungen des Schubereignisses zu entdecken.

Durch die Neuaufnahme des Rätikons ist bekannt geworden, welch große Rolle hier die Reliefüberschiebungen spielen. Insbesondere sind hier die jüngsten von O → W vollzogenen Verschiebungen großenteils in der Form von Reliefüberschiebungen vor sich gegangen.

Es ist daher auch wahrscheinlich, daß eine Überschreitung der Rheingrenze durch die ostalpinen Triasmassen in dieser Bewegungsform geschah.

Bevor wir nun an die Untersuchung der Wegzeichen dieser Reliefüberschiebung auf der Westseite des Rheins herantreten, ist

es von Vorteil, die Gestaltung der Lechtaldecke auf der Ostseite derselben noch genauer ins Auge zu fassen.

Die Lechtaldecke tritt in einer Breite von zirka 10 *km* an den Rheindurchbruch heran. Sie besteht dabei aus zwei ganz getrennten verschiedenen Teilstücken, und zwar einer breiten, tiefgemuldeten nördlichen und einer schmäleren, südlichen Masse, die sich als Rest einer liegenden Falte herausgestellt hat.

Beide Teile sind durch eine zirka 8 *km* lange, rein ostwestlich streichende Aufschiebung einer Flysch- und Mischungszone tiefgreifend voneinander geschieden.

Die große nördliche Mulde besteht zur Hauptsache aus Hauptdolomit, unter dem auch Raibler-, Arlberg- und Partnachschichten eine beträchtliche Rolle spielen, während die Anteile von Muschelkalk bescheiden und jene von Buntsandstein verschwindend klein sind.

In der südlichen Scholle der Lechtaldecke ist nur Alttrias vorhanden, und zwar auffallend viel Buntsandstein, dann Muschelkalk, Partnach- und Arlbergschichten.

Die südliche Scholle ist längs einer mittelsteil gegen S zu einfallenden Schubfläche mit Zwischenschaltung von Flysch und einer Mischungszone auf die nördliche aufgeschoben. Während die nördliche Scholle noch eine Schichtmächtigkeit von mehr als 1200 *m* besitzt, ist jene der südlichen nur etwa ein Drittel.

Keines der Triasgesteine zeigt eine Ausbildung, welche auf ein nahes, sedimentäres Ausklingen schließen ließe. Alle Gesteine brechen in voller Mächtigkeit und normaler Entwicklung an der Rheingrenze ab.

Die Westgrenze des riesigen Raumes der ostalpinen Trias ist also von der Erosion vollzogen, wobei es sehr wahrscheinlich bleibt, daß auch die Tektonik an dieser Grenzbildung mitbeteiligt ist. Wenn wir nun die Lageformen der beiden Triasschollen betrachten, so fällt gleich auf, daß die Achse der nördlichen Mulde ziemlich genau ostwestlich verläuft. Das spricht für eine Verbiegung in einem S → N wirksamen Bewegungsfelde. Dieselbe Bewegungsrichtung beweist auch eine kleine Faltenstirne an der Nordseite der Drei Schwestern.

Auch die Südbegrenzung dieser Scholle durch eine große, einheitliche, ostwestlich streichende und südwärts einfallende Schubfläche paßt vollkommen in einen solchen Bewegungsrahmen hinein.

Eine andere Sache ist es mit der südlichen Scholle. Auch diese trägt eine breite, flache Einmuldung zur Schau, welche noch derselben Bewegungsrichtung einfügbar ist.

Daneben hat aber die heurige Neuaufnahme das Vorhandensein einer von O → W zu überschlagenen, liegenden Falte festgestellt. Der auffallend mächtige Buntsandstein des Heubühls wird von Rauhwacke-Muschelkalk-Partnach-Schichten sowohl überlagert als auch unterlagert. Die verkehrte Schichtfolge ist nur etwas weniger mächtig.

Die große Mächtigkeit des Buntsandsteins ist aber als Verdoppelung im Faltenkern sogleich verständlich.

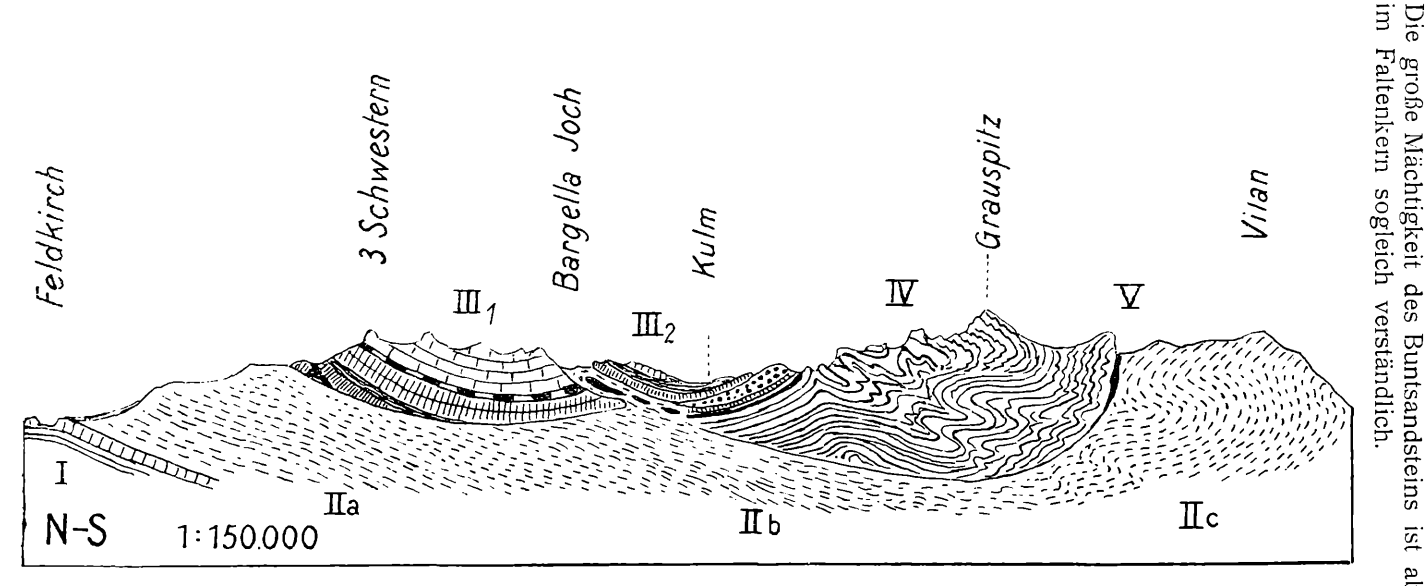



Fig. 2.

I = Helvetische Kreide.
II *a* = Vorarlberger Flysch, II *b* = Triesner Flysch, II *c* = Prätigauer Flysch.
$III_1$ = Nördliche } Schuppe der Lechtaldecke.
$III_2$ = Südliche }
IV = Faltenhaufen von Jura und Kreide der Falknisdecke.
V = Einschaltung von Gips, Dolomit, schwarzen Tonschiefern und Sandsteinen (Trias-Jura).

Betrachtet man diese beiden Teilschollen der Lechtaldecke in ihrem gegenseitigen Verbande, so kommt man zu dem Urteil, daß wohl beide eine ursprüngliche S → N-Bewegtheit verraten, die südliche aber außerdem noch eine jüngere O → W-Verschiebung.

Das beiliegende Profil Fig. 2 hält in vereinfachter Form die hier vorhandene Bauanlage fest. Es ist auf Grund der neuesten Begehungen entworfen. Von der alten Darstellung von A. Rothpletz (1900) weicht es vielfach ab, am schärfsten in bezug auf die zwei großen vertikalen Verwerfungen am Bargellajoche und am Heubühl, die nicht vorhanden sind. Von den neueren Bearbeitungen durch D. Trümpy (1916) und Ch. Schumacher (1929) unterscheidet es sich in einigen Details im Bargellagebiete und durch die Erkenntnis der liegenden Falte am Heubühl.

Auf die Eigenheiten dieses Profils soll nun kurz hingewiesen werden. Die Auflagerung des Flysches auf die helvetische Kreide von Feldkirch ist im Profilweg nicht aufgeschlossen. Man kann aber hier mit einer ziemlich schichtparallelen Verschiebung von großer Ausdehnung rechnen.

Die Flyschzone selbst ist in ihrer Mächtigkeit durch vielfache Überfaltung und Schuppung beträchtlich verstärkt.

Die hier vorhandene Mächtigkeit beträgt, wenn man das Einfallen der Kreide von Feldkirch südwärts verlängert, schon am Fuße der Drei Schwestern über 2500 *m* und am Fuße des Gipsbergs schon zirka 3500 *m*.

Es ist sicher, daß in dieser gewaltigen Mächtigkeit eine lebhafte Tektonik verborgen liegt.

Auf dieser ziemlich gleichmäßig südfallenden Flyschzone lagert nun mit glatter, leicht gebogener Schubfläche die ostalpine Trias der Drei Schwestern-Scholle.

Die Oberfläche des Flysches dürfte eine ältere Abtragungsfläche gewesen sein, die durch den Aufschub des schweren Triashobels geglättet wurde.

Eine Abscherung der Flyschfalten unter so spitzem Winkel erscheint hier wohl ausgeschlossen.

Wir stehen also vor der Einsicht, daß hier bereits vor dem Einschub der Lechtaldecke ein Flyschgebirge bestand, das von der vordringenden Triasmasse überwältigt wurde.

Für diese Deutung spricht auch eine Faltenfaust am Fuße der Drei Schwestern, die aus Muschelkalk besteht und einen Kern aus gelben Rauhwacken und rotem und weißem Buntsandstein einschließt.

Diese Faltenfaust dient hier gerade als Wegzeichen für die von S → N erfolgte Verschiebung der Lechtaldecke.

Die Triasscholle der Drei Schwestern reicht am Kamme bis zum Bargellajoch, ihre Basis springt aber um zirka $1^1/_2$ *km* weiter nach S vor und endet erst mit der Felsstufe von Masescha. Die Fläche, welche also die Drei Schwestern-Scholle im S begrenzt, ist keine lotrechte Verwerfung, wie A. Rothpletz zeichnete, und auch

keine Schichtumstülpung, wie Ch. Schuhmacher auf seinen Profilen eintrug.

Vielmehr handelt es sich um eine schräge Schubfläche, welche eine Neigung von 40° bis 50° gegen S zur Schau trägt. Diese Schubfläche läßt sich ostwärts bis an die Südseite des Gallinakopfes in derselben Neigung verfolgen.

Wir haben es daher mit einem größeren Bauelement zu tun.

Entlang dieser großen Schubfläche wurde nun eine kompliziert gebaute Schuppenzone mit reichem Flyschanteil von S her dem Hauptdolomit aufgeschoben.

Am Rheintalhange besteht diese Zone aus einem längeren Kernstücke von Dolomitmylonit, das von Flysch umwickelt erscheint, der mehrfach Schollen von Buntsandstein, Hauptdolomit, Radiolarit, Aptychenkalk, Gault, Couches rouges usw. umschließt.

Ein auffallender Bestandteil ist weiter eine Klippe von Gosaubreccie gleich unterhalb des neuen Stalles der Bargellaalpe. Diese felsbildende Breccie besteht aus eckigen, ziemlich großen Brocken von hellgrauem, dunkelgrauem, schwarzem Dolomit, gelben Mergeln, rötlichen Hornsteinen und ist mit Dolomitmasse völlig dicht verkittet.

Nach dem starken Vorherrschen von Dolomit dürfte diese Breccie wohl auf dem Boden der Lechtaldecke durch Abtragung gebildet worden sein. Der heute hier noch vorhandene Rest liegt völlig isoliert im Gehänge.

Diese große Einschaltung, welche die beiden Teile der Lechtaldecke trennt, kann man nicht, wie es Ch. Schuhmacher tut, als eine hochgeschobene reine Flyschzone bezeichnen.

Der hier vorhandene Flysch ist hin und hin mit größeren und kleineren Schollen von Trias und Fetzen von Couches rouges, Blöcken von Gaultsandstein, Gosaubreccien usw. verschuppt, Wahrscheinlich gehört auch die große Diabasscholle des Schmelzkopfes bei der Hinter-Vallorschalpe noch zu ihrer tektonischen Mitgift. Eine derartig bunte und ausgedehnte Verschuppung des Flysches mit so verschiedenartigen Gesteinsschollen ist wohl nur an der Basis einer großen Schubmasse verständlich. Diese Schubmasse kann hier nur die Lechtaldecke sein, welche allein die Größe und Gewalt zur Schaffung eines derartigen Schichtgewebes besitzt.

Wir haben also erkannt, daß die Zone des Bargellajoches keine einfache Aufschiebung des Flyschuntergrundes zwischen zwei Teilstücken der Lechtaldecke bedeutet, sondern daß es sich um eine tektonische Verschuppungs- und Vermischungszone großen Stiles handelt, welche an der Basis der Lechtaldecke herbeigeschleppt wurde.

Für diese Herbeischleppung ist ein Weg von S → N am wahrscheinlichsten. Es ist nun von Interesse, die Aufschiebung des Bargellajoches weiter ostwärts zu verfolgen.

Vom Bargellajoche sinkt der Ausstrich der Zone ins Saminatal hinab und steigt jenseits in derselben Schräglage über Vallorsch zum Guschgfieljoch an der Südseite des Gallinakopfes empor.

Bis hieher ist unsere Zone nordwärts auf schräger Schubbahn dem Hauptdolomit der Drei Schwestern-Scholle aufgelagert.

Am Guschgfieljoch ändern sich die Verbandsverhältnisse wesentlich. Unter dem Hauptdolomit des Gallinakopfes tauchen mächtige Rauhwacken und Gipslager der Raibler Schichten auf, welche weiter ostwärts im Gampalptal zu breitem Ausstrich gelangen. Über diesen flach lagernden Raibler Schichten ragen zu beiden Seiten des Tales Hauptdolomitkämme auf.

Die Einschaltung der Flyschzone ist zwar noch zu erkennen, aber ihre Aufschiebung ist verschwunden. Man hat den Eindruck, daß hier die große Störung ausklingt, bzw. daß die beiden Teilschollen der Lechtaldecke sich darüber hinweg zur Einheit verbinden.

Im tiefen Einschnitte der Gamperdonaschlucht habe ich keine Fortsetzung der Störung mehr gefunden.

Die Störung des Bargellajoches läßt sich also etwa 8 *km* weit ostwärts verfolgen und verschwindet dann im Bereiche einer breiten, flachen Wölbung von Raibler Schichten und Hauptdolomit. Dabei ist die hochgeschleppte Flyschzone von Masescha bis ins Gampalptal fortlaufend mit Schollen und Fetzen von fremden Gesteinen verschuppt. Diese Einschuppungen reichen nach ihrem Alter von der untersten Trias bis zur oberen Kreide und entstammen dem Besitze der Lechtaldecke, Sulzfluhdecke, Falknisdecke.

An der Südseite der Bargellazone liegt ihr aufgeschoben die südliche Teilscholle der Lechtaldecke, welche am Kamme gegen das Rheintal vom Bargellajoch bis über den Heubühl reicht. Sie ist niedriger und ganz von älterer Trias zusammengesetzt.

In der Nordhälfte herrschen Muschelkalk und Partnachschichten, in der Südhälfte aber Buntsandstein vor.

Die Schichten im Hangenden und Liegenden des Buntsandsteins entsprechen den Schenkeln einer gegen W geschlossenen, liegenden Falte. Unter dieser Liegfalte streicht dann wieder eine Verschuppungszone aus, in welche lange Bänder von Couches rouges mit blankem Mauerwerk von Sulzfluhkalk verwoben sind. Auch Schollen von grünem Granit stellen sich südlich vom Heubühl ein.

Eine Verbindung dieser Verschuppungszone des Heubühls mit jener des Bargellajoches ist sehr wahrscheinlich, wenn auch nicht unmittelbar zu sehen, weil dazwischen der Bergsturz von Triesen die Aufschlüsse verhüllt.

Die Scholle von Sulzfluhkalk mit Couches rouges-Begleitung oberhalb von Masescha zeigt aber die Verbindung an.

Unter der Verschuppungszone des Heubühls streicht dann noch ganz im Steilgehänge in erheblicher Mächtigkeit die Kreidefolge der Falknisdecke aus, die weiter südwärts die Kammhöhe einnimmt und beherrscht.

Die Schuppungszone selbst sinkt vom Heubühl ins hintere Saminatal, hebt sich von dort zum Bettlerjoche, sinkt ins hinterste Gamperdonatal und erreicht über die große Furka die Südseite der gewaltigen Scesaplanascholle.

Wenn wir nach diesen Ausblicken wieder zu Fig. 2 zurückkehren, so wissen wir nun, daß die zwei Teilstücke der Lechtaldecke ursprünglich eine Einheit bildeten, die später durch einen zirka 8 *km* langen Riß aufgeschlitzt wurde. In diese Wunde wurde von unten her mit großer Gewalt ein Streifen jener Schuppungszone eingepreßt, welche die Basis der Lechtaldecke im Rätikon begleitet.

Zusammen damit wurde auch eine Masse von Flysch der Unterlage abgeschürft und hochgeschoben. Diese Vorgänge haben sich aller Wahrscheinlichkeit nach bei einer Großbewegung von S → N zu abgespielt.

Die Ausbildung der Liegefalte des Heubühls beweist uns aber, daß nach dieser ersten Formung noch ein Vorstoß von O → W zur Ausführung kam.

Diese Liegefalte betrifft nur die Schichtglieder Buntsandstein—Muschelkalk—Partnachschichten, während die großen Massen von Arlbergschichten—Raibler Schichten—Hauptdolomit nicht mehr einbezogen erscheinen.

Es ist daher wahrscheinlich nur eine Walzfalte an der Basis der Lechtaldecke, die beim Ansteigen des Vormarsches hier ausgebildet wurde.

Eine weitere Einsicht, die sich aus der Betrachtung von Fig. 2 ergibt, ist die Wahrscheinlichkeit eines unmittelbaren Zusammenhanges zwischen dem Vorarlberger Flysch im N und dem Prätigauer Flysch im S.

Wenn man beide Flyschgebiete begeht, so ist man über die Gleichartigkeit der Sedimente Schritt für Schritt erstaunt. Wie wir heute aus den Untersuchungen von P. Arni wissen, enthält der Prätigauer Flysch auch Einschaltungen von eozänem Alter, die bisher im Vorarlberger Flysch nicht nachgewiesen sind.

Es ist aber möglich, daß dieselben auch hier noch gefunden werden, oder daß die jüngeren Flyschablagerungen bereits abgetragen sind.

Jedenfalls ist das kein Grund, den so naheliegenden Gedanken des Zusammenhanges aufzugeben.

Im übrigen haben sich Kenner, wie Prof. Dr. E. Kraus und Dr. M. Blumenthal, nach mündlicher Mitteilung derselben Ansicht zugewendet.

Außer der stratigraphischen Ähnlichkeit sind noch folgende tektonische Überlegungen für den Zusammenhang der beiden Flyschgebiete im N und S des Rätikons beweisend.

Die gewaltig zusammengestauchte Masse von Malm-Tithon-Kreide im Falknis-Gleckhorn-Kamme taucht bis unter die Sohle des Rheintales hinab.

Es fällt also eine außerordentliche Anschoppung und Verdickung einer charakteristischen Schichtfolge mit einer auffallenden Furche des Untergrundes zusammen. Wenn man von der unsinnigen Annahme eines Zufalles absieht, verbleiben dafür zwei Deutungen.

Es kann hier eine ältere Eintiefung die Ursache für die große Anschoppung der Falkniszone gewesen sein, welche bei der Verfrachtung von S → N in dieser Furche sich staute und sie ausfüllte.

Es könnte aber auch die große Anschoppung erst die Ursache für das tiefe Eindrücken des Untergrundes gebildet haben. Die erste Erklärung ist insoferne überlegen, weil sie die große Anschoppung mit der Ausfüllung der Furche in einen klaren, mechanisch greifbaren Vorgang verwandelt. Wie Fig. 2 zeigt, steckt die Schoppungszone der Falknis in einem tiefen Graben, der jedenfalls unter die Rheintalsohle hinabtaucht.

Rechnet man nur bis zur Rheinsohle bei Sargans, so sinkt diese Furche im S von über 2000 *m* Höhe bis unter 500 *m* und steigt im N wieder bis zum Bargellajoch auf zirka 1800 *m* Höhe empor. Der Südrand dieser Furche war wohl beträchtlich höher, da er in weicheren Gesteinen stark verwittert ist.

Man kann also schematisch hier mit einer Furche von zirka 2 *km* Tiefe und zirka 12 *km* Breite rechnen.

Diese Furche hat eine sehr einseitige Form, da ihr Südhang wesentlich steiler als der Nordhang ist. Es ist nun leicht verständlich, daß beim Vormarsch von Schub- oder Gleitmassen ein derartig tiefer Graben ein schwer zu überwindendes Hindernis bildet. Die Schubmassen tauchen hinein und können zunächst nicht mehr heraus. Beim Nachschub neuer Massen wird solange nur Anschoppung stattfinden, bis der störende Hohlraum ausgefüllt ist.

Erst dann können neue Massen die geschlossene Furche glatt überschreiten.

Von diesem Standpunkte aus erscheint nun das Profil Fig. 2 außerordentlich klar und in seiner Anlage durchsichtig. Wir erkennen die gewaltsame Anschoppung der Falkniszone, die zur Ausfüllung des großen vorliegenden Hohlraums erforderlich war. Nach dieser Ausfüllung können die höheren Schubmassen ungehindert weiter nordwärts vordringen.

Dies ist sehr schön an der mächtigen Lechtaldecke zu sehen, welche an ihrer Basis die vielfach zerrissene Sulzfluhdecke mitgeschleift hat.

Es ist aber im Rätikon nicht allein die Falkniszone am Westende durch großartige Anschoppung ausgezeichnet. Eine ebenso gesteigerte Anschoppung zeigt weiter östlich auch die Sulzfluhdecke.

Hier drückt sich indessen die Anschuppung nicht mit dem Hilfsmittel endloser Verfaltung aus. Dies paßt für die fein- und regelmäßig geschichteten Jura- und Kreidekalke, nicht aber für die schichtungsarmen, dickbankigen Sulzfluhkalke. An Stelle der Verfaltung tritt hier materialgemäß die Verschuppung zwischen den Sulzfluhkalken und den Couches rouges.

Die feinschiefrigen Couches rouges wären hier an sich ja auch sehr zur Faltung geeignet.

Die darunterliegenden dicken Kalklagen verstehen aber ihr Faltenspiel zu verhindern. So kommt nur eine mehrfache Wiederholung von

Tithonkalk und Couches rouges zustande, die aber wahrscheinlich auch auf eine Anschoppung in einer Furche des Untergrundes zurückgeht.

Diese Furche ist in der östlichen Fortsetzung der Furche der Falkniszone, aber etwa 18 *km* weiter östlich gelegen.

Die Furche, in welcher die Falkniszone ruht, setzt sich mit dem Fläscherberg ins Seeztal an der Südseite der Alviergruppe gegen W hin fort.

Auch hier begegnen wir im Grunde derselben Erscheinung. Von S her senken sich die gewaltigen Decken der Glarner Massen gegen Seeztal und Wallensee herab. Nordwärts davon erheben sich die Steilwände der Alvier- und Churfirstengruppe, aus Jura- und Kreideschichten vielfach zusammengestaucht.

Die Senkungszone, in welcher östlich vom Rhein die Anschoppung der Falknisscholle ruht, vertieft und verbreitert sich westlich davon ganz bedeutend.

Hier tauchen in dieselbe nicht nur die gewaltigen Nordenden der Glarnerdecken von S hinab, sondern es nehmen auch die Massen der Alvier-Churfirsten-Säntis-Decken darin Platz. Den Nordrand dieser großen Einsenkung bilden erst die riesigen Anhäufungen der Molasse, welche hier als ein geradliniger Baubalken schwerer Konstruktion schräg vor den Ost- und Westalpen lagern.

Wie Arnold Heim schon vor langer Zeit erkannte, wurden die von S andrängenden Alpendecken an der Aufragung des Molassegebirges abgebremst.

Wir haben daher hier ein älteres Gebirgsrelief als Nordrand unserer Einsenkung zu verzeichnen. Da die Achse der Einsenkung vom Falknisgebiete unter dem Wallensee hin ungefähr ostwestlich verläuft, so kommt dieselbe mit der schrägen Achse der Molassezone nahe vom Westende des Wallensees zum Schnitte. Die Einsenkung durchbricht aber nicht den breiten Molassestrang. Nach den Profilen von Oberholzer und Heim in der »Geologie der Glarner Alpen« unterteufen die Glarnerdecken noch am Westende des Wallensees dessen Niveau ganz bedeutend. Während aber ostwärts vom Rhein diese Einsenkung im S steil und im N flach begrenzt erscheint, finden wir hier die umgekehrte Anordnung.

Die Glarner Decken senken sich flach herab, wogegen der Anstieg des Molassegebirges steil und schroff ist.

Die Wirkung der Untergrundmulde ist aber ganz ähnlich. Auch hier verursachte dieselbe eine Anschoppung, die sich in einer Aufeinanderladung von mehreren Teildecken ausspricht.

Eine Überschreitung des Molassegebirges scheint jedoch nicht stattgefunden zu haben, was wohl als eine Bremswirkung seines Steilanstieges zu deuten ist.

Die von S her andrängenden Decken vermochten offenbar einen Anstieg von vielleicht 2000 *m* nicht mehr mit dem zur Weiterfahrt nötigen Schwunge zu überwinden.

Wir haben also eine deutliche »Ermüdungserscheinung« vor uns. Wenn wir nun den Gebirgsraum zwischen Wallensee—

Rheintal—Molassezone näher betrachten, so zeigen sich in diesem berggefüllten Dreieck einige auffallende tektonische Anordnungen.

Der Streifen des Säntisgebirges verläuft ziemlich parallel mit der angrenzenden Molassezone von SW nach NO. In der Alviergruppe ist auch dasselbe Streichen vorhanden. Dagegen zeigt hier der Ober- und der Unterbau eine beträchtliche Verschiedenheit. An den Steilabstürzen des Unterbaues gegen das Seeztal und den Wallensee tritt eine viel lebhaftere Gestaltung der Faltenelemente als im Oberbau in Erscheinung.

Arnold Heim hat in dem neuen Geologischen Führer der Schweiz, Basel, 1934, p. 929, eine lehrreiche Profilansicht des Gebirges an der Nordseite des Wallensees veröffentlicht. Dabei ist fest-

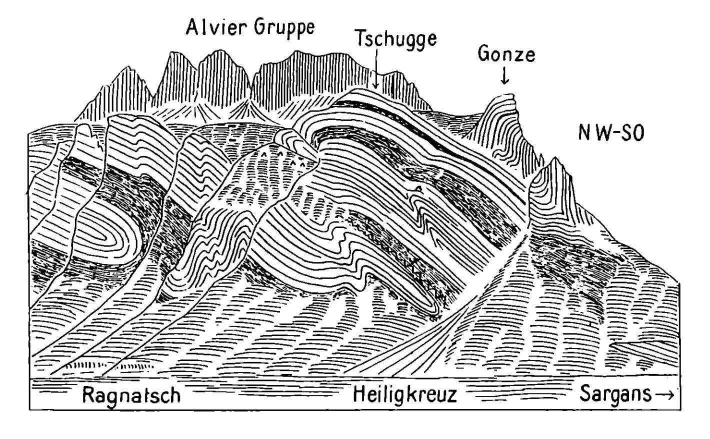



Fig. 3. Geologische Ansicht der Alviergruppe von S.

Senkrechte Schraffen = Valangien—Barremien—Hauterivien.
Gröbere = Malmkalke.
Feinere = Lias und Dogger.

zuhalten, daß die Profilachsen von Sargans bis Walenstadt von SO gegen NW, von Walenstadt bis Weesen von O nach W und das Stück von Weesen zum Speer von S nach N verlaufen. Für unsere Fragestellung ist vor allem die höchst lebendige Überfaltung der beweglichen Kreide- und Juraschichten in der Richtung von SO gegen NW, bzw. von O gegen W von Interesse.

Sie erreicht an der Südseite der Alviergruppe ein Höchstausmaß. Fig. 3 entwirft davon ein schematisches Profil, das die außerordentlich heftige und großartige Überfaltung in den Wänden von Gonze—Tschuppe—Gspalteberg zum Ausdruck bringt.

Diese Überfaltungen und Wiederholungen sind ein Gegenstück zu jenen im Gebiete der Falknis an der Ostseite des Rheins. Sie beherrschen vor allem den Unterbau der Alviergruppe. Der darüber aufragende Oberbau zeigt nicht mehr dieselben lebhaften Kleinfalten, sondern weiter gespannte Faltungen und Schiebungen, die große Schichtmassen umfassen.

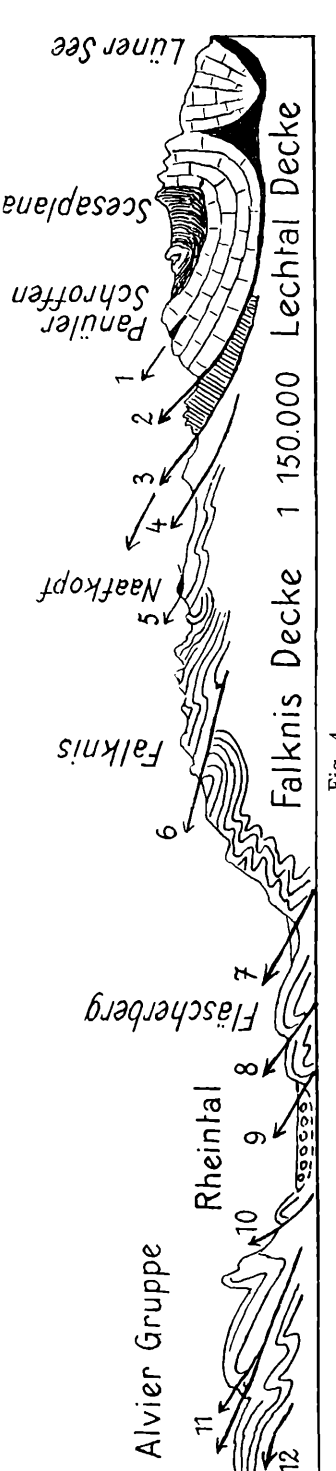



Fig. 4.
1—12 = Summenbild der Schubbahnen, welche in ihrer Gesamtheit den gewaltigen Bewegungsdrang der Ostalpen gegen und auf die Westalpen anzeigen.

Über das Ausmaß und die Richtung dieser großzügigen Gipfelfaltung unterrichtet uns vorzüglich das schöne, klare Faltenbild des Sichelkammes, dessen Name schon auf diese Erscheinung hinweist.

Die voll ausgebildete Falte ist gegen NW überschlagen und ihre Achse verläuft von SW gegen NO.

Dabei zeigt die Faltenachse ein ziemlich steiles Gefälle gegen NO. Dieses kräftige Gefälle gegen NO beherrscht alle Bauformen im oberen Stockwerke der Alviergruppe. Die Gesamtwirkung prägt sich in einem Niedertauchen der Alviergruppe unter die Schuttsohle des Rheintales aus.

Wenn man dazu auf der Ostseite des Rheins den völlig unvermittelten Abbruch der Lechtaldecke in Betracht zieht, so kann man dieses auffallende Niedertauchen der Alviergruppe als eine Belastungswirkung unter dem Drucke der früher weiter gegen W vorgreifenden Lechtaldecke zu verstehen suchen.

Für ein solches Vorgreifen der Lechtaldecke spricht auch die kleine, aber leider schlecht aufgeschlossene Grabser Klippe in der Flyschmulde von Wildhaus, welche A. Rothpletz auf seiner Karte in den »Alpenforschungen« bereits im Jahre 1900 richtig eingetragen hatte. Diese Klippe, welche auf dem von Würmgrundmoränen des Rheingletschers schwer eingedeckten Grabser Berg nur recht bescheidene Aufragungen bildet, wird von tertiärem Wildflysch unterlagert. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um ein Schichtgemisch, das an der Basis der Lechtaldecke hieher verschleppt wurde.

Es ist aber nicht nur die Alviergruppe gewaltsam zum Rhein her-

abgebeugt und in tiefer Lage die Grabser Klippe erhalten, es ist auch weiter nördlich sogar der hochaufgefaltete Zug des Säntisgebirges im Bereiche des Rheins hinabgedrückt worden. Zwischen Hohem Kasten im W und Hohem Freschen im O sind die Gewölbe der Kreidefalten auffallend tief hinabgedrückt.

Diese Erscheinung ist schon lange bekannt und als Einbruch des Rheintales beschrieben.

Es ist aber sehr gut möglich, daß wir auch hier nur eine Einpressung vor uns haben, die durch den weiteren Vorstoß der ostalpinen Trias erzwungen worden ist.

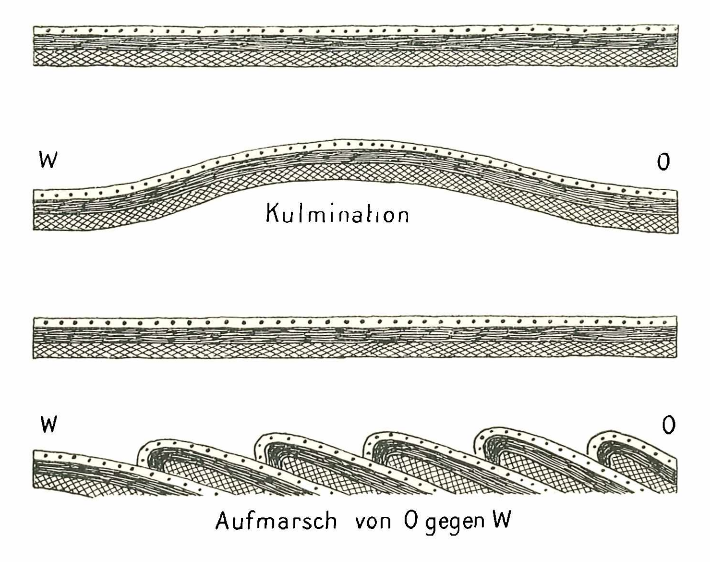



Fig. 5. Die Ausgangsstellung bildet ein System von drei übereinandergeschobenen Decken. Im oberen Bild sind dieselben dann nachträglich zu einer Kulmination verbogen, im unteren Bild dagegen durch Schub von O gegen W in Teilschuppen zerlegt.

Zerteilung in viele Schuppen und Ausbildung von Rollstirnen bezeugen den aktiven Vormarsch gegen W.

Es ist ja auch im N der Rand der Lechtaldecke nichts weiter als ein Erosionsrand. Sicherlich ist dieselbe hier viel breiter gewesen. Im übrigen zeigt ja auch die intensive Gipfelfaltung des Hohen Freschens deutlich genug den Darübermarsch einer schweren Schubmasse an, die heute hier nicht mehr erhalten ist. Es ist leicht möglich, daß an diesem Vormarsch außer Flysch auch noch die ostalpine Trias beteiligt war.

Wir wollen nun noch die Anzeichen von jungen Verschiebungen an der Grenze der Ost- und Westalpen zu einem Summenbild vereinen. Fig. 4 führt zu diesem Zwecke ein schematisches Profil vor, das aus dem Rätikon über das Rheintal in die Alviergruppe hinüberleitet. In diesem Profil sind alle wichtigeren

Schubflächen eingetragen, die ausnahmslos von O → W zu ansteigen. Es gilt dieses Aufstreben ebenso von der riesigen Lechtaldecke wie von den kleinen Teilschuppen der Falknisdecke oder den Überfaltungen in der Alviergruppe.

Diesem höchst lebendigen Marschbild gegenüber versagt die vielgebrauchte Formel von einem hier vorhandenen Axialgefälle, das mit dem Absinken der Kulmination des Aarmassivs in Beziehung gesetzt wird.

Die Entstehung von Kulminationen und Depressionen kommt durch eine weitgespannte Verbiegung der Schichten im Streichen zustande. Diese Verbiegungen können auf seitlichen, faltenden Schub oder auf vertikale Hebungen und Senkungen zurückgehen.

Was uns hier interessiert, ist ein schärferes Ausziehen der Unterschiede zwischen Kulminationsgefälle und aktivem Schub. Die Fig. 5 soll diese Unterschiede erläutern. Die Übereinanderlagerung der Decken ist durch große Massenbewegungen von S → N entstanden.

Unterwirft man nun dieses Deckensystem einer Aufwölbung, so kommen einfache Schrägstellungen der Decken zustande. Möglicherweise treten auch Abgleitungen von der Höhe der Aufwölbung gegen die beidseitigen Depressionen auf. Im Falle eines aktiven jüngeren Schubes, der in der Streichrichtung lebendig wird, bilden sich ganz andere Formungen heraus. Die Decken werden von schrägen, schaufelförmigen Schubflächen zerschnitten und an diesen übereinandergeschoben. Infolge der gesteigerten Reibung werden die Vorderenden der Deckenteile zu Rollstirnen eingezogen. In der Richtung des Vormarsches ist dabei sowohl die Zahl der Zerteilungen der Decken am größten als auch die Form der Stirneinrollungen am klarsten.

Wie wir aus Fig. 4 ersehen, kann es sich an der Grenze von Ost- und Westalpen nur um einen jungen aktiven Vormarsch der Ostalpen gegen und auf die Westalpen handeln.

## Zusammenfassung.

Es wird in den heute beiderseits des Rheindurchbruchs geologisch genügend genau bekannten Gebieten von Rätikon und Alviergruppe der Versuch gemacht, eine Reihe von Lagerungsformen auf möglichst einfache und eindeutige Bewegungsvorgänge zurückzuführen.

Dieser Versuch hat nur Aussicht auf Erfolg und Weiterführung, wenn man bei kleineren Formen beginnt, bei denen man noch die zusammengehörigen Bauteile in ihrer Beschaffenheit und ihren Größenverhältnissen klar überschauen kann. Weiter darf man nur mit Kräften rechnen, welche den durch sie erzeugten Umformungen ungefähr entsprechend sind.

Es ist und bleibt ein Irrweg, bei diesen Bewegungsvorgängen mit überdimensionierten Gewalten zu arbeiten, die freilich spielend die vorhandenen Umformungen zu erzeugen vermögen.

Es ist, wie wenn man die Tragkraft einer Brücke mit hundert- oder tausendmal zu schwerer Belastung untersuchen wollte.

Von wirklichem Interesse ist aber nur jene Belastungsgrenze, welche eben zur Zerstörung, bzw. zur Umformung ausreicht.

Für diese Art von tektonischer Grenzbetrachtung wird zunächst das Westende des Rätikons, der Kamm von Feldkirch über Drei-Schwestern — Bargellajoch — Heubühl — Falknis — Gleckhorn — Vilan vorgeführt.

Drei größere Baueinheiten liegen übereinander, unten ein tektonisch abgeschliffenes Flyschgebirge, oben der Schlitten der Lechtaldecke, der in zwei Stücke zerbrochen ist. Zwischen Flysch und Lechtaldecke streichen eine Mischungs- und Schuppungszone (Arosazone), weiter Reste der Sulzfluhdecke sowie südlich die mächtige Anschoppung der Falkniszone aus. Die Zerreißung der Lechtaldecke klingt gegen O zu aus.

In die Rißwunde ist eine Mischungs- und Schuppenzone mit starkem Flyschzuschlag von unten her eingepreßt. Der südliche Teil der Lechtaldecke ist im Bereiche des Heubühls als gegen W überschlagene Falte entwickelt. Daraus ist auf eine junge Verschiebung der Lechtaldecke von O → W zu schließen. Weiter wird die Annahme vertreten, daß der Vorarlberger, Triesener Flysch im N im Flysch des Prätigaues im S seine normale Fortsetzung finde.

Diese gewaltige Flyschmasse bildet am Westende des Rätikons eine tiefe Furche, die von O → W streicht und in der Einsenkung der Wallenseetalung eine Fortsetzung hat. In den östlichen Teil dieser Furche wurde von S her die Falkniszone hereingeschoben und bis zur Füllung dieses Hohlraumes angeschoppt. Auf derselben Art von Anschoppung dürfte auch der Schuppenbau der Sulzfluhzone beruhen.

Auf der Westseite des Rheins treffen wir vergleichbare Verhältnisse. Auch hier bewirkte die große Eintiefung unter der Wallenseetalung eine machtvolle Anschoppung verschiedener Decken. Den Nordrand der Eintiefung bildet hier das schroff aufsteigende Molassegebirge, an dem die ankommenden Decken zwar emporfuhren, das sie aber nicht mehr zu überschreiten vermochten. Offenbar hängt dies mit dem Steilanstieg des Molassegebirges zusammen und wir erkennen daraus eine deutliche »Ermüdungserscheinung« in der Deckenbewegung.

Zum Schlusse werden noch die Niederbeugung der Alviergruppe unter die Rheinsohle, die tiefe Lage der Grabser Klippe und der Niederbruch des Säntisgebirges als Einpressungswirkungen unter der Wucht der über den Rhein vorgedrungenen Lechtaldecke zu deuten versucht.